

CARACTERÍSTICAS DE LA CIRCULACIÓN TROPOSFÉRICA ASOCIADA A LAS VARIACIONES INTERANUALES DEL CAUDAL DEL RÍO TECKA – GUALJAINA, ARGENTINA

Mariana P. Torrero¹, Eduardo A. Agosta^{1,2,3}, Diego C. Araneo^{3,4}

¹ Equipo Interdisciplinario para el Estudio de Procesos Atmosféricos en el Cambio Global, PEPACG, Facultad de Ciencias Físicomatemáticas e Ingeniería, Pontificia Universidad Católica Argentina “Santa María de los Buenos Aires” (UCA), ARGENTINA.

² Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (FCAG), Universidad Nacional de La Plata (UNLP), ARGENTINA.

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), ARGENTINA.

⁴ Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo, FCEN-UNCuyo, Mendoza, Argentina.

(Manuscrito recibido el 9 de marzo de 2015, en su versión final el 25 de julio de 2015)

RESUMEN

La cuenca del río Tecka – Gualjaina se localiza al Noroeste de la provincia de Chubut, Argentina y desarrolla una superficie de 5.318 km². El trabajo explora los forzantes del sistema atmósfera-océano asociados a la variabilidad interanual del caudal para la temporada de máximo caudal (de junio a noviembre), que representa el 80 % del total anual, y de mínimo caudal (de diciembre a mayo). El balance hídrico de la cuenca arrojó condiciones de aridez, por lo que el comportamiento temporal del caudal depende del de la precipitación. En el registro disponible 1956-2013 la serie de máximo caudal presentó tendencia negativa, con un cambio de régimen en las anomalías de caudal a comienzos de los 80, pasando de un predominio positivo antes a otro negativo después. La serie de mínimo caudal mostró ser más estacionaria, sin tendencia significativa. Los ciclos dominantes en ambas series temporales sólo se observaron en la alta frecuencia interanual (~ 2 años y $\sim 4-5$ años). Las teleconexiones y forzantes asociados a las series de caudal se analizaron para el período 1979-2013 mediante el reanálisis del ERA-Interim. Las variaciones interanuales del caudal máximo estuvieron asociadas a teleconexión troposférica de baja frecuencia (interanual) simétrica respecto del Ecuador, posiblemente asociada a variaciones en la convección tropical entre aproximadamente 10°N-10°S y 150°E-180°E, inducidas por variaciones de temperatura superficial del mar en el Pacífico occidental ecuatorial (entre 180°O-150°O). La teleconexión afectó la posición e intensidad de las corrientes en chorro subtropical y polar, alterando la trayectoria de sistemas baroclínicos invernales que precipitan en la región. Las variaciones interanuales del mínimo caudal estuvieron asociadas a una variabilidad de altas latitudes simétricamente anular, modulada por un tren de onda 3 en latitudes medias sobre el Pacífico Sur y el Atlántico Sur. Estas características pudieron haber favorecido cambios dinámicos en el transporte de humedad dando lugar a cambios en la precipitación hacia el centro-oeste y sur de la Patagonia, afectando la cuenca del río Tecka-Gualjaina. Los resultados muestran que al menos en el período 1979-2013, el río Tecka-Gualjaina tuvo

como forzante principal teleconexiones trópico-extratropical asociadas a variaciones en el calentamiento de las temperaturas de la superficie del mar del Pacífico central ecuatorial, en parte debido a la actividad de El Niño – Oscilación del Sur (ENOS). *Palabras clave: río Tecka-Gualjaina, Caudal, Dinámica fluvial, Teleconexiones troposféricas*

TROPOSPHERIC CIRCULATION FEATURES ASSOCIATED WITH INTERANNUAL STREAMFLOW VARIABILITY OF THE TECKA - GUALJAINA RIVER IN ARGENTINA

ABSTRACT

The basin of the Tecka-Gualjaina River is located in the northwest of the Chubut Province, extended over an area of 5,318 km². The paper explores the influence of the atmosphere-ocean system on the interannual streamflow variability for the season of maximum streamflow (from June to November), which represents 80 % of the annual streamflow, and of minimum streamflow (from December to May). The Hydric balance yielded dryness conditions, for which the temporal behavior of the streamflow depends on precipitation. The maximum streamflow series showed negative trend in the full available record 1956-2013, with a change in the regime of streamflow anomalies by the beginning of the 80s, evolving from a positive predominance before to a negative one after. The minimum streamflow series was more stationary, without significant trend. The dominant cycles in both time series are only observed in the interannual high frequency (~ 2 years and $\sim 4-5$ years). Teleconnections and forcing associated to the streamflow time series were analyzed in the period 1979-2013 using ERA-Interim reanalysis. The year-to-year variations of maximum streamflow time series were associated with low frequency (interannual) tropospheric teleconnection, symmetric about the equator, possibly associated with variations of tropical convection between about 10° N-10° S and 150° E -180° E, induced by variations of sea surface temperature in the equatorial western Pacific (180° W-150° W). The teleconnection affected the position and intensity of the subtropical and polar jets, altering the trajectory of winter baroclinic systems that precipitate in the region. The year-to-year variations of maximum streamflow time series were associated with a high latitude annular mode-like variability, modulated by a wave-3 train at mid-latitudes over the South Pacific and South Atlantic. These features might have favored dynamic changes in the extratropical moisture transport leading to changes in precipitation towards the mid-west and southern Patagonia, affecting the Tecka-Gualjaina River basin. The results showed that at least between 1979 and 2013, the Tecka-Gualjaina River streamflow variability had tropic-extratropical teleconnections as a main forcing, associated with variations in the warming of sea surface temperatures of the equatorial central Pacific, being partly due to ENSO activity.

Keywords: Tecka-Gualjaina River, streamflow, fluvial dynamics, tropospheric teleconnection

1. INTRODUCCIÓN

El río Tecka nace en las sierras occidentales de la provincia de Chubut, Argentina, a 1.350 msnm, a los 43°35'18"S y 71°21'03"O fluyendo inicialmente en sentido O – E durante unos 45 km, para luego tomar rumbo S – N hasta su desembocadura en el río Chubut. En la afluencia del Arroyo Pescado, 43°02'22"S; 70°47'23"O, el río Tecka toma el nombre de río Gualjaina; y entre ambos poseen una longitud de 206 km. Estos ríos, dan nombre a la cuenca del río Tecka–Gualjaina de 5.318 km² que forma parte de la cuenca exorreica de vertiente atlántica del río Chubut (ver Fig. 1). A lo largo de su recorrido, el río atraviesa distintas áreas moldeadas a través del tiempo por numerosos procesos geológicos y morfogenéticos. El valle se caracteriza por una llanura aluvial con áreas cóncavas, inundables y terrazas bajas (Beeskow y otros, 1987). La vegetación predominante es de estepa subarborescente-graminosa (INTA, 2002).

La cuenca del río Tecka-Gualjaina se localiza plenamente en la Patagonia argentina meridional, a sotavento de los Andes patagónicos centrales. El clima es desértico templado (Csb, según la clasificación climática de Köppen y Geiger, Peel y otros, 2007) con precipitaciones predominantemente invernales. La circulación troposférica media de capas bajas se caracteriza por estar bajo el dominio del llamado “cinturón de los oestes” de las latitudes medias del Hemisferio Sur, que consiste en vientos predominantes del oeste. Estos vientos transportan humedad desde el Pacífico Sur que condensa en las cumbres andinas alcanzando la máxima precipitación sobre las montañas. Luego descienden no saturados sobre las planicies esteparias de la Patagonia oriental en dirección del Atlántico (Hoffman, 1992). Este cinturón de vientos se relaciona con patrones de precipitación pluvial asociados a la circulación troposférica, los cuales producen cambios en la disponibilidad de humedad a escala mensual, estacional e interanual. Es decir, estos cambios son regidos por la intensidad de los vientos del oeste en los niveles bajos y en su interacción con la Cordillera de los

Andes (Aravena y Luckman, 2009; Berman y otros, 2012; Garreaud y otros, 2013; Lenaerts y otros, 2014). Los típicos sistemas meteorológicos sinópticos (perturbaciones extratropicales baroclínicas embebidas en los vientos del oeste) se propagan hacia el este y se ven profundamente perturbados por la cordillera de los Andes, lo que lleva a precipitación orográfica incrementada en la escala sinóptica, a barlovento de los Andes (Carrasco y otros, 2002; Smith y Evans, 2007). En consecuencia, la precipitación media disminuye notoriamente a los pocos kilómetros de su cruce de las altas cumbres hacia el este y pendiente abajo, dando lugar a una marcada desaparición de la vegetación y muy escasa precipitación que se prolonga hasta la costa atlántica (Prohaska, 1976; Paruelo y otros, 1998; Carrasco y otros, 2002).

El río Tecka-Gualjaina es uno de los principales tributarios del río Chubut, el cual aguas abajo

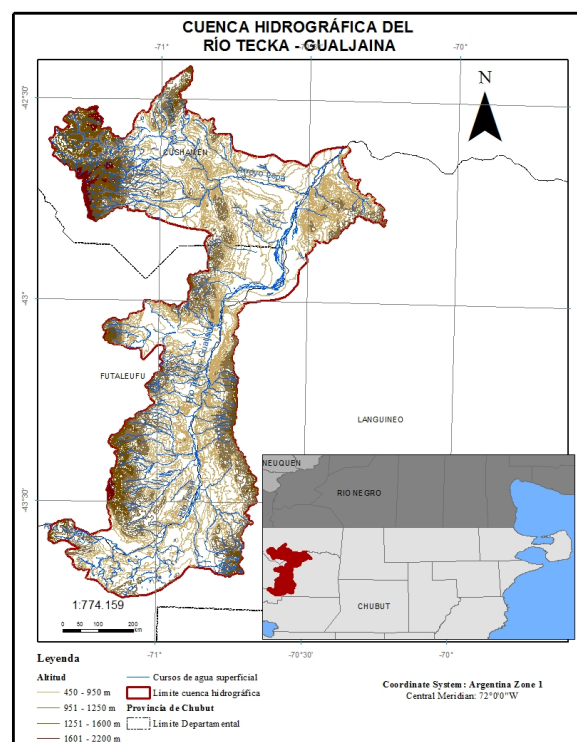


Figura 1: Cuenca del río Tecka–Gualjaina (Chubut, Argentina) y referencias complementarias.

se transforma en un río alóctono que se desplaza a través de la meseta patagónica. La relación entre el clima y el río Chubut es la que más se ha estudiado en la literatura. En la cuenca del río Chubut los mayores caudales se presentan a fines del invierno, comienzo de la primavera. Sus variaciones responden a las variaciones en la intensidad de la corriente de los oestes y son independientes de la oscilación El Niño-Oscilación del Sur (ENOS; Caviedes, 1998). En las estaciones localizadas en el Alto Chubut y Chubut Medio, no se detectan cambios en las series analizadas, excepto por algunas evidencias de variaciones decrecientes en el caudal de otoño y verano, respectivamente. Pasquini y Depetris (2007), encontraron en el Chubut medio evidencias de tendencias negativas en las series históricas (1943-2003) de caudales mensuales de enero a julio, con cambios significativos para los meses estivales, en coincidencia con lo hallado. Respecto a la relación de la circulación troposférica en baja frecuencia y las variaciones de caudal de ríos en esta región, Compagnucci y Araneo (2007) y Araneo y Compagnucci (2008) estudiaron la variabilidad histórica (1943-2004) del río Chubut, estación Los Altares (43° 51' 00"S; 68° 30' 00"O; 275 msnm). Los autores encontraron que sus caudales están principalmente controlados por patrones de ondas estacionarias cortas sobre el Pacífico Sur subtropical, para los cuales el ENOS presenta bajo potencial de predictibilidad.

En las áreas semiáridas la disponibilidad del recurso hídrico es un factor limitante para el desarrollo local y provincial, los cuales constituyen, además, sistemas especialmente vulnerables a los cambios actuales del uso del suelo y del clima (Gómez Rodríguez, 2008). Asimismo, recientemente hay un interés creciente de conocer los forzantes climáticos que afectan localmente los procesos asociados a variación y/o cambio de la precipitación o temperatura en una dada región a fin de poder evaluar más eficientemente las posibles condiciones futuras frente al cambio climático (IPCC, 2013). Es por ello que conocer las características particulares de la dinámica climatológica y su relación con

los procesos y la dinámica hidrológica local de la cuenca del río Tecka-Gualjaina contribuye a la evaluación ambiental de la región con el fin de optimizar el manejo, uso, disfrute y preservación del recurso hídrico. Esto permitirá mejorar e impulsar el desarrollo económico y social regional futuro, sin comprometer los ecosistemas. En tal sentido, este trabajo forma parte del estudio integral de la cuenca del río Tecka-Gualjaina, en la provincia de Chubut. Los resultados obtenidos contribuirán al conocimiento del funcionamiento ambiental de este espacio.

Por ello, a fin de conocer la relación entre las condiciones atmosféricas y el caudal del río Tecka-Gualjaina, el objetivo del trabajo es explorar los forzantes del sistema atmósfera-océano asociados a la variabilidad interanual de máximo y mínimo caudal. La hipótesis es que los forzantes climáticos del comportamiento hidrológico de este río pueden presentar características diferenciales a lo largo del ciclo anual.

Sin embargo de acuerdo a Remenieras (1974), existe una estrecha relación entre las precipitaciones y el caudal de un arroyo, esto no significa que ante una precipitación de intensidad determinada le corresponda un caudal igual, dado que este último está condicionado por muchos factores. Por lo tanto, los caudales pueden ser muy diferentes ante años de precipitaciones semejantes. Esta relación caudal-precipitación debe cuantificarse para cada situación, lo cual impone la necesidad de realizar un balance hídrico previo. En una cuenca hidrográfica el caudal de un río, definido como el volumen de escorrentía superficial por unidad de tiempo (Bruniard, 1992; Monsalve Sáenz, 1999) depende de factores como el clima, la vegetación y el complejo suelo-sustrato. Es decir, procesos como la precipitación, evaporación, interceptación, transpiración, infiltración y almacenamiento inciden directamente sobre el caudal. Asimismo, factores de naturaleza humana como los relacionados con la intervención antropogénica, influyen en la escorrentía superficial. Por ello, es indispensable valorar la respuesta del río frente

a estos factores (Heras, 1972; Pedraza, 1996; Monsalve Sáenz, 1999). En consecuencia, a fin de evaluar si el sistema hídrico del Tecka-Gualjaina presenta excesos que puedan incidir en la variabilidad del caudal también se estimará su balance hídrico.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Análisis de datos hidrológicos

El método aplicado para realizar el balance hídrico en la cuenca es el elaborado por Thornthwaite y Mather (1957), cuyos elementos principales necesarios para realizar el cálculo son la precipitación y la evaporación potencial o necesidad de agua. Para ello se emplearon los datos de precipitación y temperatura suministrados por la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SRHN, 2014), correspondientes a las estaciones de Gualjaina (42°42'S; 70°30'O; 470 msnm) y Valle Chico (42°47'59"S; 71°12'O; 566 msnm) respectivamente, distantes 50 km entre sí. Estos datos se encuentran disponibles para el período 1993-2013, por lo que el balance se realiza sobre ese período. Cabe recordar que el balance hídrico refleja la dinámica de la disponibilidad hídrica en función de la temperatura, la precipitación, la evapotranspiración y el almacenaje de agua en el suelo. El ingreso de agua está dado por la precipitación y la salida por la evapotranspiración, la percolación y el escurrimiento. Si bien es cierto que en las pérdidas también participan la percolación y el escurrimiento, en este balance solo se consideran las pérdidas por evapotranspiración que es el valor que se calcula a partir de los datos de temperatura y precipitación disponibles (Thornthwaite y Mather 1957). En el balance, si la precipitación es mayor que la evapotranspiración ($P > E$), primero se cubrirán las reservas de agua en el suelo (R), la cual depende del tipo de suelo, su capacidad de retención, porosidad, permeabilidad, etc. Si la precipitación es menor que la evapotranspiración ($P < E$), primeramente se utilizará la reserva de agua (R) que haya en el suelo. Si esta reserva

es insuficiente para compensar la necesidad de agua, se entrará en déficit (D). Si la cantidad de precipitación es mayor que la necesaria para satisfacer esta demanda, se produce un exceso de agua (Ex) (Campo de Ferreras y otros, 2004). El exceso se refleja en la generación de escorrentía subterránea alimentando a las capas freáticas, o superficial, en dirección hacia las depresiones naturales del terreno y/o hacia la red hidrográfica (conformando el caudal). En el caso de producirse lluvias torrenciales y dependiendo de la tasa de infiltración del suelo, la intensidad de la lluvia, la cobertura vegetal, etc., el escurrimiento superficial puede producirse sin necesidad de haberse colmado esta capacidad. Asimismo, las aguas subterráneas también pueden alimentar a la red hidrográfica (ríos o lagunas) o moverse lentamente hacia el mar. En la ecuación de balance la relación entre el déficit y la necesidad de agua está dada por el índice de aridez. El índice de humedad muestra la relación entre el exceso y la necesidad de agua. Las variaciones estacionales de la efectividad hídrica se reflejan en la variación del índice hídrico, que determina el tipo climático de las distintas estaciones meteorológicas. Asimismo, se elaboró el diagrama ombrotérmico de Gaussen (1954, 1955) para determinar la existencia y duración de períodos secos (Castillo y Castellví Sentís, 2001). A fin de analizar la dinámica anual de las precipitaciones y el caudal, se graficaron las curvas de ambos elementos para 1993-2013. El comportamiento es producto de la relación entre los factores de intercepción, retención, infiltración y evapotranspiración.

2.2. Análisis temporal de la serie de caudales del Tecka-Gualjaina

Los datos de caudal empleados corresponden al registro de la estación Gualjaina para el período junio 1956- mayo 2013, suministrados por la SRHN; que contiene un 2 % de datos faltantes, los cuales fueron interpolados por regresión lineal con datos de la estación Los Altares (43° 51' 00"S; 68° 30' 00"O; 275 msnm), cuyos registros mensuales presentan correlaciones superiores a 0,80. El comportamiento de baja frecuencia en las series

temporales de caudal se analizó con la técnica de la serie temporal de anomalías acumuladas (Lozowski et al. 1989). Máximos y mínimos en la serie acumulada revela cambios en la tendencia dominante o saltos en las anomalías. Asimismo, la tendencia lineal se estimó por cuadrados mínimos y su significancia se evaluó a través del coeficiente de correlación lineal convencional (Önöz 2003). El mismo modelo de regresión lineal fue empleado para estimar los cambios por tendencias en las series temporales. Se aplicó el método de wavelet para detectar oscilaciones significativas no estacionarias en el dominio espacio-tiempo según lo descrito por Torrence y Compo (1998). Para ello se adaptó el código correspondiente en lenguaje Matlab disponible en el URL: <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>.

2.3. Análisis de datos atmosféricos y oceánicos

La información de la atmósfera en niveles isobáricos de función corriente (PSI, [s-1]), viento zonal (U, [m s-1]), presión al nivel del mar (PNM, [hPa]), y del flujo horizontal de humedad verticalmente integrado (FHVI, [kg m-1s-1]) entre las capas de superficie y el nivel de 100hPa, proviene de salidas mensuales de reanálisis del ERA-interim (accedidos desde el ULR <http://apps.ecmwf.int/datasets/>) en una resolución espacial de 1,5° de latitud y longitud. El reanálisis ERA-Interim es el último de los reanálisis de la European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), considerado de tercera generación, que cubre el período posterior a 1979, soslayando las posibles inhomogeneidades por incorporación masiva de información satelital (Berrisford y otros 2011).

Los datos reconstruidos de la temperatura superficial del mar (TSM [°K]) corresponden a la versión 1 de reconstrucciones mensuales de Sea Ice and Sea Surface Temperature del Hadley Center (HADISST1) que tienen una resolución espacial de 1° de latitud y longitud (accedidos desde el ULR <http://hadobs.metoffice.gov.uk/hadisst/>).

Se emplearon datos mensuales de Radiación de Onda Larga Saliente (ORL, en inglés, [watt m-2]) de los archivos del NCAR, interpolados espacialmente en un enrejado de 2,5° de latitud y longitud por la NOAA (accedidos desde el ULR <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/>). También se emplearon índices oceánicos correspondientes a distintas regiones de El Niño como estimadores de las fases del ENOS, a saber el Niño4, Niño 3.4, Niño3 y Niño1+2 provistos por el “Climatic Data Center” de la NOAA (accedidos desde el ULR <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>).

Los datos de precipitación mensual consisten en valores mensuales de precipitación donde las observaciones se fusionan con estimaciones de precipitación de algoritmos basados en diversos satélites bajo la técnica denominada CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation; [mm d-1]). El análisis está sobre un enrejado de 2,5° de latitud y longitud (accedidos desde el ULR http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/global_precip/html/wpage.cmap.html/) y está disponible desde 1979 (Xie y Arkin 1997). A nivel regional, se emplearon datos observados históricos e interpolados en un enrejado de 0,5° de latitud y longitud sobre tierra provistos por el Climatic Research Unit versión TS 3.21 (accedidos desde el ULR <http://badc.nerc.ac.uk/>).

La exploración de la relación entre el caudal del río y sistema atmósfera-océano se realiza mediante la estimación de campos de correlación simple de Pearson entre variables de la atmósfera y la temperatura superficial del mar (TSM), con el caudal total acumulado en las temporadas de máximo y mínimo caudal en el período 1979-2013. Los campos se testean con un test uni-variado correspondiente a la correlación simple, mediante la transformación Z de Fisher (Wilks, 2006). Las áreas de correlación significativa, por ejemplo sobre el campo de presión, indican centros de acción de la presión en relación a las variaciones del caudal del río Tecka-Gualjaina. Es decir, los centros de acción manifiestan amplitudes del campo de presión asociadas con el caudal.

3. RESULTADOS

3.1. Caracterización hidrológica

La Figura 2 muestra el balance hídrico en la localidad de Gualjaina para el período 1979-2013. Este período no presenta exceso de agua. Durante los meses de junio y julio la precipitación es mayor que la evapotranspiración y permite alimentar las reservas de agua en el suelo (recarga). Luego le sigue un período de utilización, durante los meses de agosto y septiembre, cuando la precipitación es menor que la evapotranspiración, aquí es cuando primero se recurre al uso de la reserva de agua que haya en el suelo. Cuando la reserva es insuficiente para compensar la necesidad de agua, se entrará en un período de déficit, el que se evidencia durante los meses de octubre a mayo. De esta manera, a partir de la información provista en el período analizado la cuenca hídrica se caracteriza por presentar condiciones de aridez (Fig. 2 y Fig. 3) y la prevalencia de déficit (558,5 mm) durante el otoño, la primavera y el verano, estación en la cual se intensifica. Las precipitaciones de comienzo del período invernal (junio y julio) contribuyen al proceso de recarga (12,2 mm) a él, le sigue un período (agosto y septiembre) de utilización (12,2 mm) cuando las lluvias comienzan a disminuir. El tipo climático correspondiente, según los índices hídrico y térmico de Thornthwaite (1948) es árido (-48,8) mesotérmico (635 mm) respectivamente.

En consecuencia, dado que no existe exceso en el balance hídrico, el comportamiento del caudal a lo largo del ciclo anual y en el tiempo dependerá directamente de la precipitación simultánea, líquida o sólida, y su fusión. En la Figura 4 las barras representan las precipitaciones y se observa una concentración de mayores aportes durante el período invernal. El caudal representado por la línea continua muestra dos picos importantes, el primero en agosto y asociado a las precipitaciones del período y el segundo pico en octubre producto de la fusión de la nieve. Por ello puede decirse que el río se caracteriza por presentar un régimen nivo-pluvial, con un caudal máximo en el mes de octubre (valor

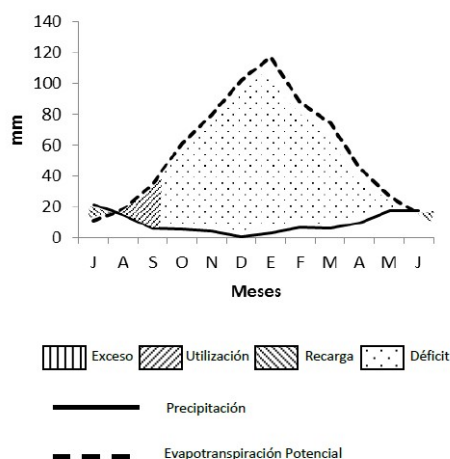


Figura 2: Balance hídrico para el período 1993-2013 en la localidad de Gualjaina.

medio de 29,3 m³/s), producto de la fusión de nieve acumulada en invierno (Fig. 4). El aumento del caudal en el mes de agosto (valor medio de 26 m³/s) sería consecuencia de las abundantes precipitaciones registradas durante julio (Fig. 4). El alto coeficiente de escorrentía determinó que más del 70 % del agua precipitada escurre superficialmente.

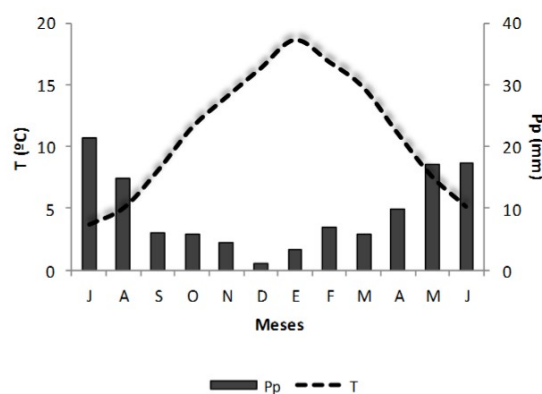


Figura 3: Diagrama ombrotérmico (o climograma) para el período 1993-2013 en la localidad de Gualjaina. Abscisas: meses del año. Ordenadas: eje izquierdo, temperatura (T, línea de trazos) en grados Celsius; eje derecho, precipitación (Pp, barras) en milímetros.

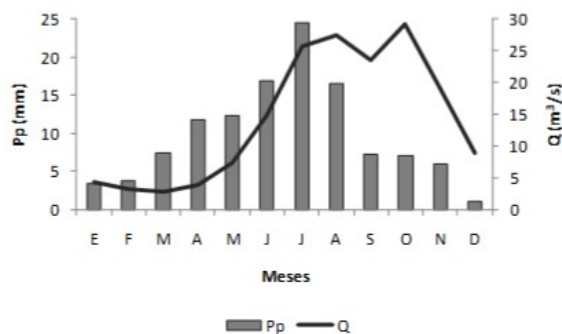


Figura 4: Ciclo anual de la precipitación en la cuenca del río Gualjaina y su caudal en el período 1993-2013. Abscisas: meses del año. Ordenadas: eje izquierdo, precipitación (Pp, barras) en milímetros; eje derecho, caudal (Q, línea) en metros cúbicos por segundos.

Por lo tanto, el análisis del balance hídrico afirma la importancia relativa de los elementos climáticos en la interpretación del comportamiento hidrológico. Así, las características físicas de esta cuenca con una extensa superficie de pendientes moderadas, fuertes e impermeables, favorece el escurrimiento; proceso que se encuentra beneficiado por las condiciones ambientales características del área. En pocas palabras, cabe esperar una alta relación entre precipitación y caudal en la cuenca del río Tecka-Gualjaina, lo cual permitirá evaluar las características principales de la circulación troposférica asociada a los caudales.

3.2. Variabilidad temporal de los caudales

La exploración de las variables atmosféricas y del océano a partir de la correlación con el caudal del río Tecka-Gualjaina para distintas temporadas (o sub-períodos) del ciclo anual mostró que las señales más distintivas se encuentran para el semestre de junio a noviembre (JJASON) que presenta máximo caudal, el cual representa el 80 % del caudal anual, y para el semestre de diciembre a mayo (DEFMAM) de mínimo caudal. La Figura 5 muestra las series temporales de la anomalía de caudal para cada temporada de caudal máximo y de caudal mínimo (curva en

barras). Las anomalías se calcularon sobre el registro total 1957-2013.

En la temporada de máximo caudal, la media es de 134,92 m³/s y para la temporada de mínimo, la media es de 30,32 m³/s. Sólo la temporada JJASON muestra una tendencia general negativa ($r=-1,05\text{m}^3/\text{s}$), significativamente distinta de cero al 95 % de confianza. Esta tendencia negativa parece resultar de un cambio de régimen con valores predominantemente por sobre la media en las décadas anteriores a los 1980s hacia valores predominantemente negativos posteriormente. Lo anterior queda enfatizado mediante la serie interanual de acumulados para JJASON (curva continua azul) que muestra valores crecientes desde el comienzo del registro hasta un máximo absoluto hacia comienzos de la década de 1980s, seguido luego de

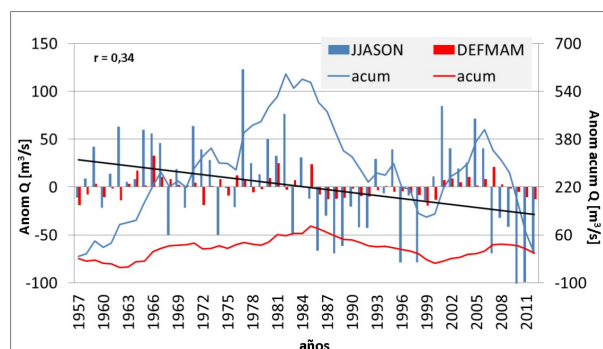


Figura 5: Eje izquierdo: serie temporal interanual de anomalías (Anom) de caudal total (Q) del río Tecka-Gualjaina para el semestre de máximo caudal (JJASON, barra azul) y de mínimo caudal (DEFMAM, barra roja) en el período 1956-2013. Eje derecho: serie temporal interanual de la anomalía acumulada (acum) de caudal total del río Tecka-Gualjaina para el semestre de máximo caudal (JJASON, línea azul) y de mínimo caudal (DEFMAM, línea roja) en el mismo período. Línea continua negra: curva de tendencia lineal para la serie temporal JJASON, y su coeficiente de correlación (r). Unidades en metros cúbicos por segundo.

valores decrecientes hasta finales del registro, interrumpidos sólo hacia el 2006 por un máximo relativo como consecuencia de un corto período de anomalías negativas en el 2000 y el 2006. Para DEFAM, la serie de anomalías acumuladas (curva continua roja) muestra características temporales más oscilantes, con un máximo absoluto hacia 1984, aunque presenta amplitudes menos definidas. El análisis de potencia espectral wavelet mostró que para ambas series temporales de caudales no hay oscilaciones dominantes a lo largo del registro en las más bajas frecuencias, sólo aparecen unos picos en la wavelet global en valores cercanos a los 2 años para ambos semestres (Fig. 6b y 6d). La banda en torno a los 4-5 años tiene presencia significativa hacia comienzos de los 70 en la serie JJASON y en los 80 para DEFAM (Fig. 6a y 6c).

3.3. Caudal y teleconexiones atmosféricas en el período 1979-2013

Las teleconexiones y forzantes asociados a las variaciones interanuales de las series de caudal del Tecka-Gualjaina se analizan con el reanálisis ERA-Interim a partir de 1979. En la sección previa vimos que en la mayor parte de este período predomina un régimen de caudales más disminuidos. Para la temporada de máximo caudal (JJASON), los campos de correlación entre el caudal acumulado del río Tecka-Gualjaina y el flujo rotacional (PSI) en 250hPa (Fig. 7a), el viento zonal (U) en 200hPa (Fig. 7b) y la presión a nivel del mar (PNM, Fig. 7c) describen señales significativas de circulación troposférica, zonalmente alargadas sobre la cuenca del Pacífico Sur. Los centros de acción significativos sugieren posible propagación meridional de ondas cuasi-estacionarias de Rossby desde el Pacífico ecuatorial occidental. Estas perturbaciones cuasi-estacionarias del flujo medio modificarían el comportamiento de la rama descendente de la celda Hadley sobre latitudes subtropicales y medias del Pacífico y Sudamérica, modulando la posición de la corriente en chorro subtropical (Fig. 7b), la cual actúa como guía de perturbaciones transientes (Barnes y Hartmann, 2011; Lu et al, 2010;

Staten y Reichler, 2014). En niveles bajos de tropósfera sobre la cuenca del Pacífico Sur, las anomalías muestran una actividad del anticiclón del Pacífico sur disminuida, y un aumento de presiones en altas latitudes, indicando posiblemente una mayor actividad bloqueante del flujo (Fig. 7c), afectando asimismo la posición media del frente polar. Estos cambios inducidos en la posición media de la corriente en chorro subtropical y polar favorecerían un corredor zonal de mayor convección y precipitación incrementada en la cuenca del Pacífico sur subtropical y de latitudes medias, que se extiende hasta el sur de Sudamérica afectando la región bajo estudio (ver Fig. 8a, b, c). En consecuencia, entre 20°S y 40°S el transporte anómalo de humedad es hacia el Este, desde menores latitudes (Fig. 7d), con un máximo de convergencia de humedad sobre los Andes Patagónicos, en las latitudes de la naciente del río Tecka-Gualjaina. Es muy probable que estas anomalías de circulación troposférica respondan a las asimetrías zonales significativas de TSM en latitudes ecuatoriales del Pacífico occidental (ver Fig. 8a). El excedente (déficit) de calor asociado a las anomalías de TSM ecuatoriales induciría convergencia (divergencia) de humedad en la columna sobre el Pacífico ecuatorial occidental (Fig. 7d), generando convección anómala (ver Fig. 8b) sobre el área, lo cual incrementaría (disminuiría) la precipitación en el Pacífico ecuatorial occidental (ver Fig. 8c). Por otra parte tales asimetrías zonales de TSM podrían identificarse parcialmente con la fase inicial e intermedia del ENOS, a lo largo de su evolución espacial entre junio y diciembre (Sarachik y Cane, 2010). La correlación del caudal del río Tecka-Gualjaina con las series de TSM en las regiones Niño4 y Niño3.4 son 0,39 y 0,34 respectivamente, ambas significativas al 95 % de confianza. Asimismo, la correlación móvil para una ventana N=13, muestra que los valores de correlación son relativamente estacionarios y se incrementan a partir de mediados de los 80, pudiendo alcanzar un valor de correlación de $\sim 0,60$ entre 1998 y el 2013 (figuras no mostradas).

Los centros de acción denotados en la

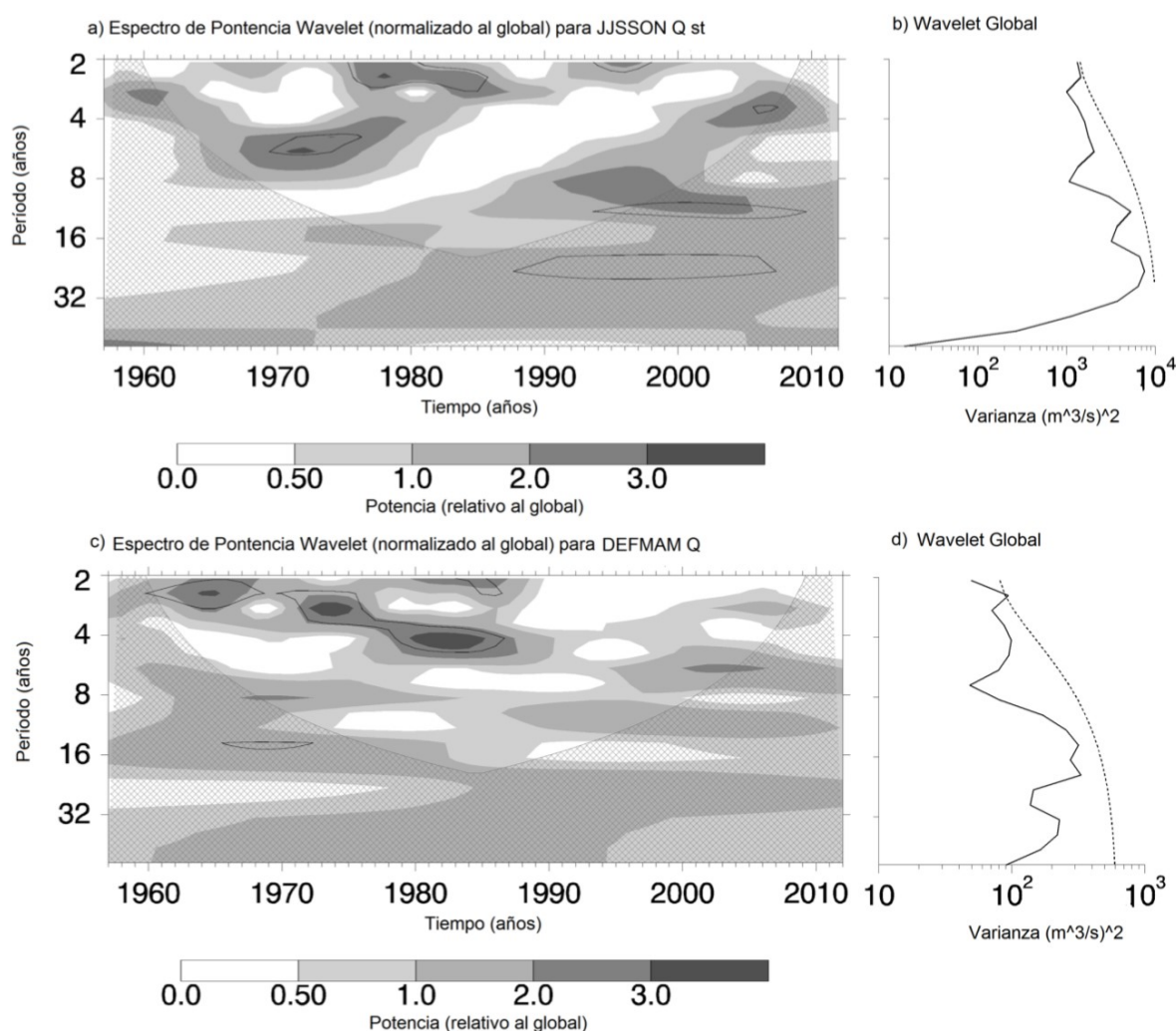


Figura 6: a) y c) Espectro de potencia wavelet. La potencia está normalizada según el espectro global de wavelet (b y d). El área rayada representa el cono de influencia donde la potencia puede no ser significativa. El contorno negro es el nivel de significancia al 10 % usando un espectro nulo de ruido rojo (autoregresivo de lag 1). d) y d) Espectro global de wavelet (curva negra). La curva en rayas es la significancia del espectro global wavelet, asumiendo la misma significancia del espectro nulo en a) y c) (Torrence y Compo 1998).

Fig. 7 y la Fig. 8 sugieren ondulaciones troposféricas de Rossby y asimetrías de TSM similares a las asociadas a la dinámica del ENSO, aunque no estrictamente restringidas a la ocurrencia canónica del fenómeno. Las variaciones zonales de TSM ecuatoriales fuerzan anomalías de circulación troposférica en la región ecuatorial que, subsecuentemente, fuerzan una intensificación anómala de la corriente en chorro subtropical (Gill, 1980, Seager y otros,

2003; Seager y otros, 2005). Flujos anómalos en superficie adicionalmente contribuyen a enfriamiento anómalo de la TSM en los extratropicos (Lau y Nath, 1996), como los mostrados en la Fig. 8a. Este tipo de variabilidad de forzante tropical es conocido como la circulación meridional conducida por las perturbaciones transientes. Se trata de otra manera, además de las ondas de Rossby cuasi-estacionarias, en que los trópicos influyen

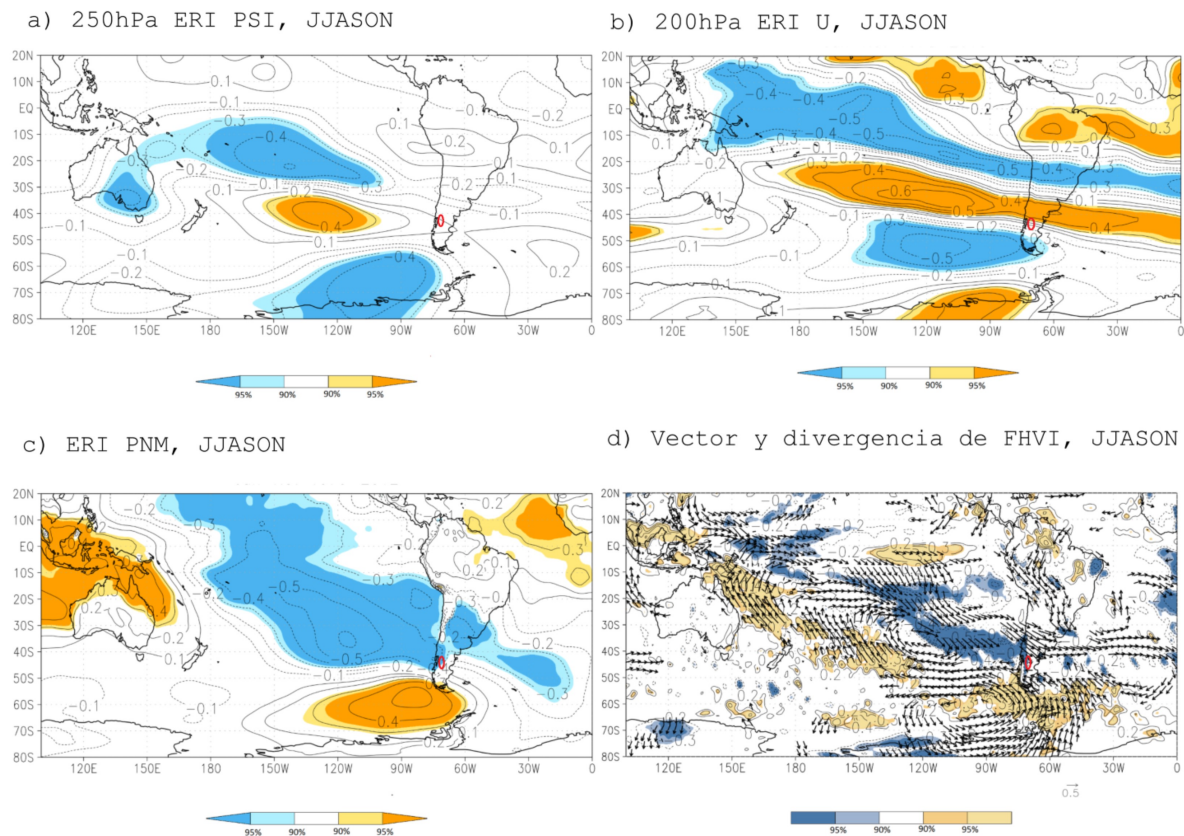


Figura 7: Campo de correlación en el período 1979-2013 entre el caudal total del río Tecka-Gualjaina acumulado en el semestre de máximo caudal (JJASON) y el campo medio de a) función corriente (PSI) en 250hPa; b) viento zonal (U) en 200 hPa, c) presión a nivel medio del mar (PNM), áreas sombreadas significativas al 90 % y 95 % de confianza en tonos azul para correlación negativa y en tonos amarillo para correlación positiva; y d) vector flujo horizontal de humedad verticalmente integrado (FHVI) en la capa superficie/100hPa, vectores de correlación mostrados significativos al 90 % de confianza; y divergencia horizontal en la columna (sombreado tonos de azul, correlación negativa –convergencia- y sombreado en tonos de amarillo, correlación positiva –divergencia- al 90 % y 95 % de confianza). Variables atmosféricas del reanálisis ERA-interim (ERI). Círculo rojo: ubicación de la cuenca del Tecka-Gualjaina.

las latitudes medias a lo largo del año (Seager y otros, 2003).

Dentro de este semestre de máximo caudal, el río Tecka-Gualjaina presenta un pico en el mes de octubre (ver Fig. 4). La variación interanual de este máximo está asociada a variación del acumulado de precipitación entre mayo y julio sobre los Andes patagónicos centrales, junto con cambios en el campo de temperatura en gran

parte de Patagonia en ese trimestre (ver Fig. 9). Así, el máximo de octubre aumenta (disminuye) con aumento (diminución) de precipitación invernal junto con enfriamiento (calentamiento) de la temperatura del aire. Esta concurrencia entre el campo de precipitación y de temperatura indicaría que se trata de variaciones en el acumulado níveo sobre los Andes. Un invierno húmedo (seco) y frío (cálido) favorecerá un pico de caudal incrementado (disminuido) en octubre.

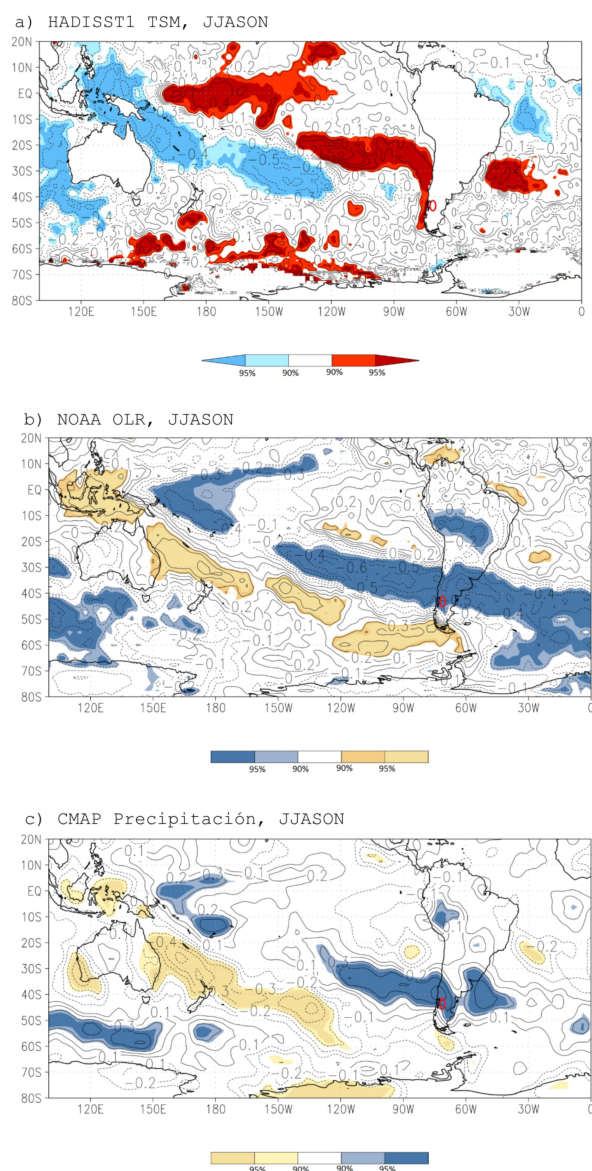


Figura 8: Correlación en el período 1979-2013 entre el caudal total del río Tecka-Gualjaina en JJASON y valor medio de a) Temperatura Superficial del Mar (TSM), de la base HADISST1; b) Onda Larga Saliente (OLR) de la NOAA; y c) Precipitación provistos por el CMAP. Sombreados, correlaciones significativas al 90 % y 95 % de confianza. Circulo rojo: ubicación de la cuenca del Tecka-Gualjaina.

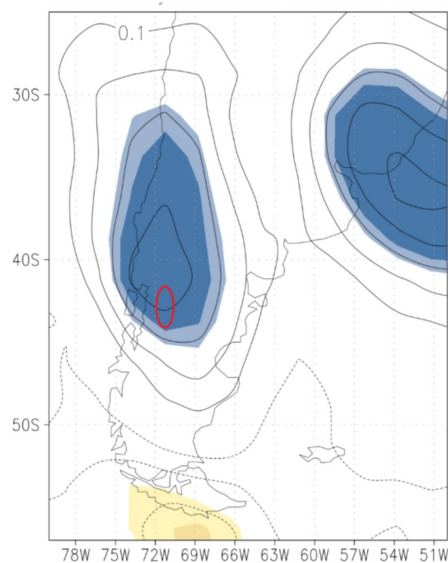
Es decir, un invierno frío favorecería que la nieve permanezca acumulada sin fundirse hasta la llegada de la primavera. Lo contrario, un invierno cálido, daría derretimientos parciales luego de cada nevada que contribuirían a aumentar el caudal base en detrimento del máximo de octubre. Por otra parte el campo térmico de la primavera (septiembre y octubre) no juega un rol significativo en las variaciones de este máximo de octubre (figuras no mostradas).

La variación interanual del caudal en el semestre de mínimo caudal (DEFMAM) se encuentra asociada a una circulación troposférica dominada por la variabilidad de altas latitudes, zonalmente simétrica, modulada en latitudes medias por una estructura del tipo onda 3 sobre el Pacífico Sur y el Atlántico Sur (ver Fig. 10a y 10c) de signo opuesto al de más altas latitudes (Fig. 10c). Esta modulación del campo medio favorece cambios significativos del transporte de humedad en toda la tropósfera, el cual favorece la convergencia (divergencia) significativa de humedad en la columna sobre la región occidental de Patagonia central (ver Fig. 10b), la cual estaría asociada a excesos (déficits) de los caudales en este río. Por otra parte, esta circulación troposférica media sobre Patagonia, con sus variaciones en la convergencia de humedad, impacta significativamente en la ocurrencia de precipitación en los Andes patagónicos centrales hacia el sur de Patagonia (ver Fig. 10d), lo cual afecta en última instancia el caudal del río Tecka-Gualjaina.

4. CONCLUSIONES

El balance hídrico del río Tecka-Gualjaina, localizado en un ambiente climático del tipo árido mesotérmico, mostró condiciones prevalentes de aridez (no exceso), por lo que comportamiento del caudal a lo largo del ciclo anual dependerá principalmente del comportamiento simultáneo de la precipitación y la fusión de nieve invernal. El alto coeficiente de escorrentía señala que más del 70 % del agua precipitada escurre superficialmente. La exploración de los caudales acumulados y la circulación troposférica mostró

a) CMAP Precipitación, MJJ



b) ERI T sup, MJJ

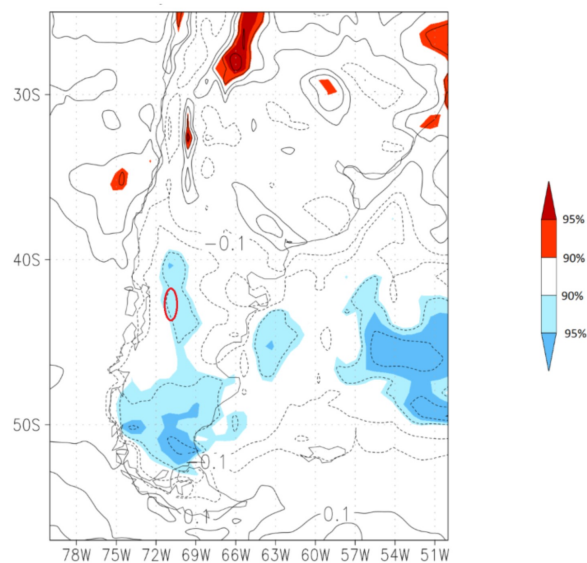


Figura 9: Campo de correlación en el período 1979-2013 entre el caudal mensual del río Tecka-Gualjaina en octubre y a) la precipitación media del CMAP; y b) la temperatura media del aire en superficie (T sup) del ERA-Interim (ERI), en el trimestre mayo-junio-julio (MJJ). Áreas sombreadas, correlaciones significativas al 90 % y 95 % de confianza. Círculo rojo: ubicación de la cuenca del Tecka-Gualjaina.

una respuesta máxima de señales significativas cuando los acumulados se agruparon en dos temporadas: de máximo caudal, entre junio y noviembre, que acumula más del 80 % del caudal total anual, y la temporada de mínimo caudal, de diciembre a mayo. La variabilidad temporal de las series del caudal fue analizado en el período máximo de datos disponibles (1956-2013). Se mostró que los caudales en la temporada de máximo caudal (de junio a noviembre) presentaron tendencia negativa, con un cambio de régimen en las anomalías de caudal a comienzos de los 80, pasando de un predominio positivo antes a otro negativo después. Para la temporada de mínimo caudal (de diciembre a mayo), el comportamiento de las anomalías mostró ser más estacionario, sin tendencia significativa. Los ciclos dominantes en ambas series temporales sólo se observaron en la alta frecuencia interanual (~ 2 años y $\sim 4-5$ años).

En cuanto a la relación entre el caudal

y la circulación troposférica en el período 1979-2013 (período dominado por un régimen de caudales disminuidos) se pudo mostrar que los acumulados de caudal durante el semestre de máximo caudal (de junio a noviembre) responden a variaciones en baja frecuencia de procesos remotos trópico-extratropical. Las variaciones interanuales del caudal en este período estuvieron asociadas a teleconexión troposférica de baja frecuencia, en relación con variaciones en convección tropical entre aproximadamente 10°N - 10°S y 150°E - 180°E , inducidas por variaciones de temperatura superficial del mar en el Pacífico occidental ecuatorial (entre 180°O - 150°O). La teleconexión afectó la posición e intensidad las corrientes en chorro subtropical y polar, afectando la trayectoria y el transporte de humedad de las tormentas baroclínicas invernales que dan precipitación en la región. Asimismo, el máximo de octubre respondió al acumulado níveo en los Andes patagónicos centrales durante el trimestre mayo-julio y no al campo térmico de la primavera

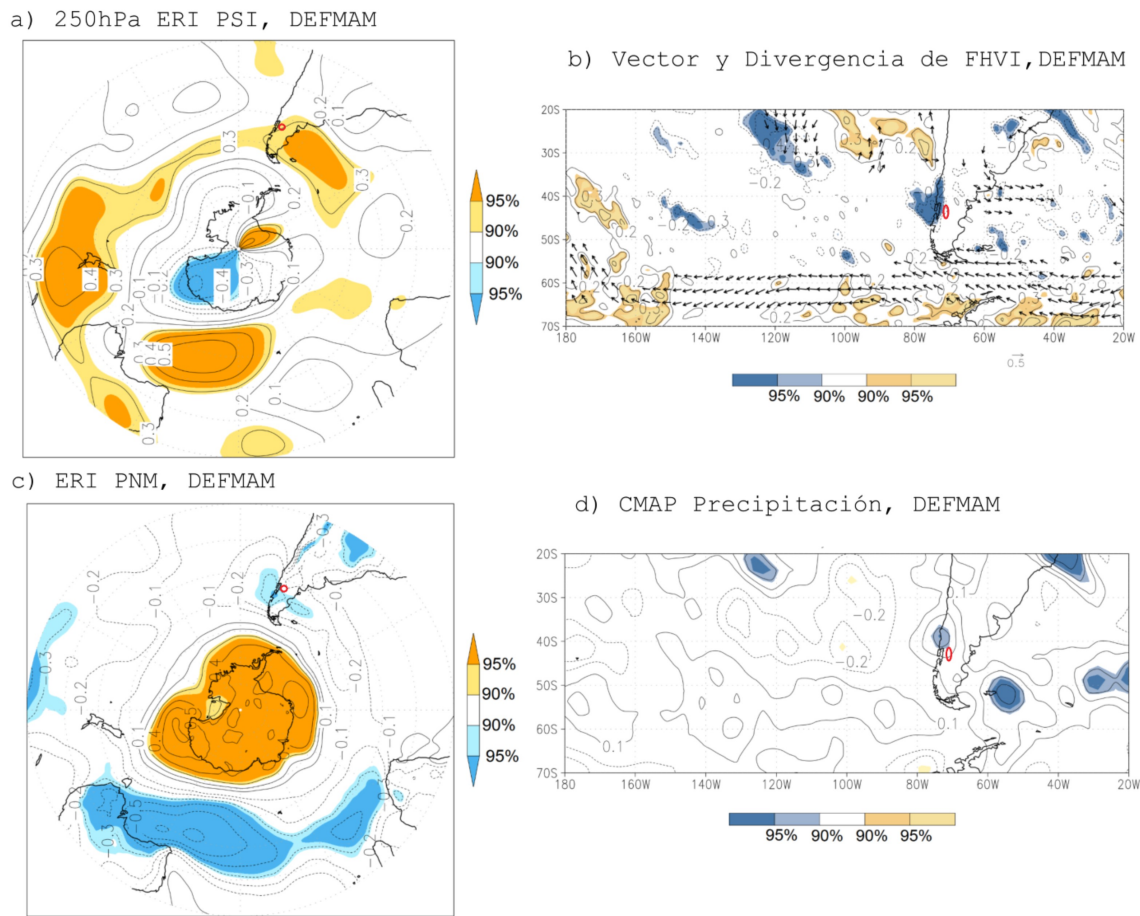


Figura 10: Campo de correlación en el período 1979-2013 entre el caudal total del río Tecka-Gualjaina acumulado entre diciembre y mayo (DEFMAM) y el campo medio en esa temporada de a) función corriente (PSI) en 250hPa, b) vector de FVHI en la capa superficie/100hPa y su divergencia en la columna (sombreado, tonos azul correlación negativa – convergencia - y tonos amarillos correlación positiva - divergencia); c) presión nivel medio del mar (PNM) y d) precipitación del CMAP. Sombreados, significancias al 90 % y 95 % de confianza. Círculo rojo: ubicación de la cuenca del Tecka-Gualjaina.

temprana.

Durante el semestre de mínimo caudal (de diciembre a mayo), las condiciones de la circulación troposférica media corresponderían a una variabilidad de altas latitudes simétricamente anular, en parte modulada por un tren de onda 3 en latitudes medias sobre el Pacífico Sur y el Atlántico Sur. Estas características favorecieron cambios dinámicos en la trayectoria de las tormentas extratropicales y de transporte de humedad, dando lugar a variaciones en la precipitación hacia el

centro-oeste y sur de la Patagonia, afectando la cuenca del río Tecka-Gualjaina.

Estos resultados muestran que al menos en el período reciente 1979-2013, el río Tecka-Gualjaina tiene como forzante principal teleconexiones trópico-extratrópico asociadas a variaciones zonales de las temperaturas cálidas de superficie del mar del Pacífico central ecuatorial, en parte posiblemente debido a la actividad del ENOS. La correlación de la serie de máximo caudal con índices oceánicos del ENOS muestra señales significativas en las

zonas del Niño 4 y Niño3.4 (Sarachik y Cane, 2010). Además, los valores de correlación se incrementan hacia finales del registro, indicando que la conexión entre ambos aumenta en los últimos años. Se destaca que esta característica haría una diferencia entre el forzante del río Tecka-Gualjaina y el del río Chubut, el cual muestra una menor vinculación con el ENOS en un período histórico mayor (1958-2004). El forzante del Chubut fue asociado a un patrón de onda corta sobre el Pacífico subtropical, de menor propagación meridional, que atraviesa zonalmente el sur de Sudamérica (Araneo y Compagnucci, 2008). Resta aún comparar el comportamiento de ambos ríos en un período común a fin de evaluar las diferencias en las teleconexiones y forzantes, dado que estos últimos pudieron haber cambiado en las décadas recientes para el río Chubut. Los cambios de regímenes en los caudales dan cuenta de posibles cambios simultáneos en las teleconexiones hemisféricas, tal como lo sugiere el cambio de régimen de las anomalías en el Tecka-Gualjaina a comienzos de los 80. Por ello en futuros trabajos se examinará la evolución de las teleconexiones asociadas al comportamiento en baja frecuencia de los caudales del río Tecka-Gualjaina, su relación con el río Chubut y el comportamiento de otros tributarios pertenecientes a la gran cuenca del Chubut.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación de ANCYT a través de los proyectos de ANCyT, PICT-2013 N°0043, PICT-2011 N°1730. A la Orden del Carmen por su gratitud.

REFERENCIAS

- Aravena, J., Luckman, B.H., 2009. Spatio-temporal rainfall patterns in Southern South America. *Int J Climatol.* 29, 2106-2120.
- Araneo, D. C.; Compagnucci, R. H. 2008. Atmospheric circulation features associated to Argentinean Andean rivers discharge variability *Geophysical Research Letters*, vol. 35, págs. 1-6.
- Barnes, E. A., Hartmann, D. L., 2011. Rossby Wave Scales, Propagation, and the Variability of Eddy-Driven Jets. *J. Atmos. Sci.*, 68, 2893-2908.
- Beeskow, A.M.; Del Valle, H.F.; Rostagno, C.M. 1987. Los Sistemas Fisiográficos de la Región Árida y Semiárida de la Pcia. de Chubut. CENPAT-SECYT, Chubut.
- Berman, A.L.; Silvestri, G.; Compagnucci, R. 2012. Eastern Patagonia seasonal precipitation: influence of Southern Hemisphere circulation and links with subtropical South American precipitation. *J Clim.* 25, 6781-6795.
- Berrisford, P., Kållberg, P., Kobayashi, S., Dee, D., Uppala, S., Simmons, A. J.,... y Sato, H. 2011. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, (659), 1381-1399.
- Bruniard, E.D., 1992. Hidrografía. Procesos y tipos de escurrimiento superficial. Ceyne. Buenos Aires, 124 págs.
- Campo de Ferreras, A.M.; Capelli de Steffens, A.M.; Díez, P.G., 2004. El clima del Suroeste Bonaerense. Departamento de Geografía y Turismo, Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca, 99 págs.
- Carrasco, J.; Casassa, G.; Rivera, A. 2002. Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Ice Cap. In: Casassa G, Sepúlveda FV, Sinclair RM (eds) *The Patagonian icefields: a unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. Kluwer Academic, New York, NY, págs. 29-41.
- Castillo, F.E.; Castellví Sentis, F. 2001. *Agrometeorología*. Mundi Prensa. España, 520 págs.
- Caviedes, C., 1998. Influencia de ENOS sobre las variaciones interanuales en ciertos ríos de América Sur. *Bull. Inst. fr. études andines.* 27, 3, págs. 627-641.
- Compagnucci Rosa H.; Araneo, Diego C. 2007. Alcances de El Niño como predictor del caudal de los ríos andinos argentinos; *Ingeniería Hidráulica En México*, vol. 22, págs. 23-35
- Garreaud. R.; Lopez, P.; Minvielle, M.; Rojas, M. 2013. Large-scale control on the Patagonian

- climate. *J. Clim.* 26, págs. 215-230.
- Gausson, H. 1954. Théories et classifications des climats et microclimats. VIII Congrès Int. Bot. Act. 7 et 3. CNRS, págs. 125-130.
- Gausson, H. 1955. Expresión des milieux par des formules écologiques. Colloque Inter. CNRS. 257-269.
- Gill, A. E. 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, págs. 447-462.
- Gómez Rodríguez, R., 2008. La Estación Experimental de zonas Áridas estudiará el balance hídrico en zonas semiáridas. Sección: Agroalimentación, Andalucía Investiga. Andalucía.
- www.andaluciainvestiga.com, www.eeza.csic.es – 2/01/2008
- Heras, R., 1972. Manual de hidrología. Principios básicos en hidrología. V. 1. Dirección General de Obras Hidráulicas. Centro de Estudios Hidrográficos. Madrid, 473 págs.
- Hoffmann, J. A., 1992. Das kontinentale Luftdruck- und Nieder - schlagsregime Südamerikas (The continental atmospheric pressure and precipitation regime of South America). *Erdkunde*. 46, págs. 40-51.
- IPCC, 2013. <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>
- INTA, 2002. II Áreas Agroecológicas de Chubut. Estación Experimental Chubut. http://www.inta.gov.ar/Chubut/info/documentos/varios/area_ecol.htm - Consultado el día 23/03/2010.
- Lau, N.-C., and M. J. Nath, 1996: The role of the “atmospheric bridge” in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *J. Climate*, 9, págs. 2036-2057.
- Lenaerts, J. T.; van den Broeke, M. R.; van Wessem, J. M.; van de Berg, W. J.; van Meijgaard, E.; van Ulft, L. H.; Schaefer, M. S., 2014. Extreme precipitation and climate gradients in Patagonia revealed by high-resolution regional atmospheric - spheric climate modeling. *J. Clim.* 27, págs. 4607-4621.
- Lozowski, E.P., R.B. Charlton, C.D. Nguyen and J.D. Wilson 1989: The use of cumulative monthly mean temperature anomalies in the analysis of local interannual climate variability, *Jou. of. Clim.*, 1059-1068
- Lu J., Chen G., and Frierson D. M. W., 2010: The Position of the Midlatitude Storm Track and Eddy-Driven Westerlies in Aquaplanet AGCMs. *J. Atmos. Sci.*, 67, 3984-4000.
- Monsalve Sáenz, G., 1999. Hidrología en la Ingeniería, Alfaomega, Colombia, 359 págs.
- Önöz, B., Mehmet cik Bayazit, 2003: The Power of Statistical Tests for Trend Detection. *Turkish J. Eng. Env. Sci.* 27, 247-251.
- Paruelo, J. M.; Jobbágy, E. G.; Sala, O. E.; Lauenroth, W. K.; Burke, I. C., 1998. Functional and structural convergence of temperate grassland and shrubland ecosystems. *Ecological Applications* 8, págs. 194-206.
- Pasquini, A. I.; Depetris, P. J., 2007. Discharge trends and flow dynamics of South American rivers draining the southern Atlantic seaboard: An overview. *J. Hydrol.* 333, págs. 85-399.
- Pedraza Gilsanz, J. de, 1996. Geomorfología, principios, métodos y aplicaciones. Ed. Rueda. Madrid, 414 págs.
- Peel, M.C.; Finlayson, B.L.; McMahon, T.A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11: 1633-1644. doi:10.5194/hess-11-1633-2007. ISSN 1027-5606.
- Prohaska, F., 1976. Climates of Central and South America. In:Schwerdtfeger W (ed) *World survey of climatology*. Elsevier, Amsterdam, págs. 13-72.
- Remenieras, G., 1974. Tratado de Hidrología Aplicada. ETA, Barcelona, 515 págs.
- Sarachik E. S., Cane M. A. 2010: *The El Niño-Southern Oscillation Phenomenon*. Cambridge University Press. 369 pp.
- Seager, R., Harnik, N., Kushnir, Y., Robinson, W. and Miller, J. 2003. Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability. *J. Climate*, 16, 2960-2978.
- Seager, R., N. Harnik, W. A. Robinson, Y. Kushnir, M. Ting, H. P. Huang, and J. Velez, 2005: Mechanisms of ENSO-forcing of hemispherically symmetric precipitation variability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, págs. 1501-1527.

- Smith, R. B.; Evans, J. P., 2007. Orographic precipitation and water vapor fractionation over the southern Andes. *J Hydrometeorol* 8, págs. 3-19.
- SRHN 2014. Publicaciones hidrometeorológicas 2013. Red hidrológica nacional. Subsecretaría de Recursos Hídricos, Ministerio de Planificación Federal, Inversión Pública y Servicios, Presidencia de la Nación, Argentina. CD-ROM. ISBN 978-987-25894-6-2.
- Staten P. W. and Reichler T., 2014: On the ratio between shifts in the eddy-driven jet and the Hadley cell edge. *Climate Dynamics*, 42, pp 1229-1242.
- Torrence, C., y Compo, G. P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society*, 79(1), 61-78.
- Thornthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climates. *The Geographical Review*, Vol. 38. American Geographical Society. New York, págs. 55-94.
- Thornthwaite, C.W. & Mather, J.R. 1957: Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance. Publ. in *Climatology*, vol.10, no.3, C.W. Thornthwaite & Associates, Centerton, New Jersey.
- Urbano Jáuregui, L. (coord.); Gaviño Novillo, M.; Mendiburo, N. 2000. Agua para el siglo XXI: De la visión a la acción. América del Sur. Asociación Mundial del Agua (GWP). Comité Asesor Técnico de América del Sur (SAMTAC). Módulo, Buenos Aires. 81 pp. ISBN: 91-630-9203-4.
- Wilks, D.S., 2006. Statistical Methods en the Atmospheric Sciences. 2da Ed. International Geophysics Series. Academic Press (ELSEVIER), 630 pp. ISBN 13: 978-0-12751966-1, ISBN 10: 0-12-751966-1.
- Xie P., and P. A. Arkin 1996: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2539-2558.

distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado,